

## 南極あすか観測拠点における放射観測と 大気・雪面の放射特性

青木 輝夫\*

### Radiation Observations at Asuka Station, Antarctica and Radiative Properties of the Atmosphere and Snow Surface

Teruo AOKI\*

**Abstract:** Radiation observations at Asuka Station (71°31'S, 24°08'E, 930 m), Antarctica in 1988 are summarized and the radiation budget at Asuka is compared with those at other stations. The diurnal variations of net radiation due to cloud condition at Asuka are 20 W/m<sup>2</sup> for shortwave, 40–60 W/m<sup>2</sup> for longwave and 20–60 W/m<sup>2</sup> for total radiation. Cloud have a large effect on the radiation budget mainly through longwave radiation. The magnitude of this effect is approximately equal to the amplitude of the seasonal variation and differences among the stations in Antarctica. On the other hand, snow albedo is simulated with a multiple scattering model for the atmosphere-snow system. The result is that the spectral albedo of snow depends on the snow grain size, solar zenith angle, cloud condition and structure of snow layers. It is shown that near infrared wavelengths are effective for remote sensing of the snow physical parameters and discrimination between the snow surface and clouds from space.

**要旨:** 南極あすか観測拠点 (71°31'S, 24°08'E, 930 m) における 1988 年の放射観測の概要を述べ、放射収支観測の結果を他の基地における結果と比較しながら議論した。あすか観測拠点における雲による日々の正味放射の変動は、短波が高々 20 W/m<sup>2</sup> であるのに対し、長波は 40–60 W/m<sup>2</sup> と大きく、全波長でも 20–60 W/m<sup>2</sup> と長波が効いている。雲の効果は主に長波を通して放射収支に大きな影響を持っており、その大きさは季節変化の振幅や基地間の差に匹敵する。一方、大気–積雪系の多重散乱モデルによって積雪面のアルベドのシミュレーションを行った。その結果積雪アルベドが積雪粒子の粒径、太陽天頂角、雲、積雪構造によって変化することが再現された。また、積雪物理量や雲と積雪の区別のリモートセンシングに近赤外域が有効であることが示された。

### 1. はじめに

極域の放射に関する研究成果は国立極地研究所 (1988) による「南極の科学 3. 気象」の「2. 放射」の中で山内によってよくまとめられている。その内容は雪氷面の放射特性、大気の放射

---

\* 気象研究所, Meteorological Research Institute, 1-1, Nagamine, Tsukuba 305.

特性、放射収支の三つの観点から過去の研究のレビューを行いつつ、自らのみずほ基地での観測データや衛星データによる解析結果をもとに、一つ一つの観測要素に対して緻密な議論が行われている。そして、その中で『地表面の放射収支像は大まかに明らかになってきたとみてよかろう。全体を通じて、とりわけ大きな課題として浮かび上がってきたのは雲の問題である。』と述べられている。さらに、海水域の熱収支と衛星データの重要性についても触れられている。このような議論をふまえ、ACRの観測が開始され、その中で昭和基地とあすか観測拠点において放射収支観測が行われた。特に、あすか観測拠点での放射収支観測が行われるのは初めてである。あすか観測拠点はカタバ風帯に位置しつつも、海岸から近いこと低気圧の影響を受け、気象要素から見るとみずほ基地と昭和基地の中間に位置する。しかし、放射特性も同様だろうか。また、雲の影響はどうであろうか。ここではこのような観点からあすか観測拠点の放射特性について、南極の中でどのような位置にあるのか、あるいは放射収支の雲による変化、季節変化の大きさがどの程度なのかを見ていく。また、あすか観測拠点の観測の延長上で開発された大気―積雪系の多重散乱モデルについて議論する。

## 2. あすか観測拠点における放射観測の概要

### 2.1. 放射収支観測

あすか観測拠点は、カタバ風帯に位置しながらも、海岸からの距離が約 140 km と近いこと、低気圧の影響を受けやすい場所にある。このためあすか観測拠点での放射収支が、内陸のみずほ基地や海岸の昭和基地とはどのような違いをもっているか確認しておく必要がある。この観測では 1987 年の YAMANOUCHI (1989) による昭和基地での観測に用いた測器を引き継ぎ、1988 年の約 1 年間、あすか観測拠点周辺の雪面上で放射収支観測を行った。

放射収支観測は上向き及び下向きの短波及び長波放射フラックス密度を測定することにより達成される。これには 4 台の全天日射計 (2 台は近赤外域用) と 2 台の赤外放射計を用いた。さらに、直達日射計とサンフォトメータによる観測も行った。表 1 に使用した測器を、図 1 に

表 1 あすか観測拠点における放射収支観測に用いた測器  
Table 1. Instruments used for the radiation budget observation at Asuka Station.

測 器 名	台 数	観 測 項 目	波 長
全天日射計 (英弘精機/MS-801)	2	上向き及び下向き 放射フラックス密度	305-2800 nm
全天日射計 (英弘精機/MS-801)	2	上向き及び下向き 放射フラックス密度	695-2800 nm
赤外放射計 (エプリー/PIR)	2	上向き及び下向き 放射フラックス密度	約 $4\ \mu\text{m} < \lambda$
直達日射計 (英弘精機/MS-52)	2	上向き及び下向き 放射フラックス密度	305-2800 nm, 695-2800 nm
サンフォトメータ (英弘精機/MS-111)	1	波長別太陽直達光輝度	330, 369, 500, 675, 776, 862, 938, 1048 nm

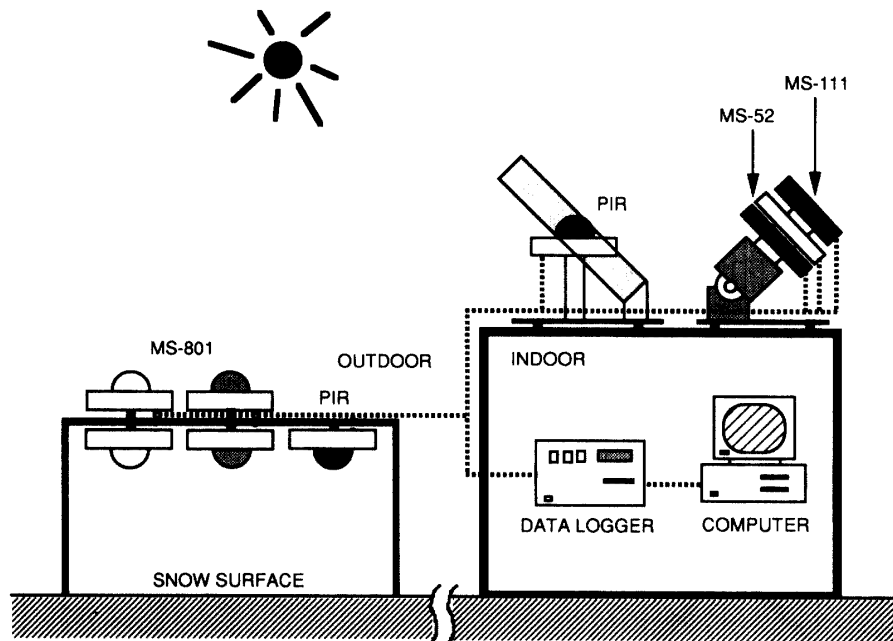


図1 あすか観測拠点における放射収支観測システム。下向きフラックス測定用の赤外放射計 (PIR) には太陽直達光の影響を取り除くため、遮蔽リングを用いた。

Fig. 1. Schematic diagram of the radiation budget observation system at Asuka Station. A shading ring was used to avoid the influence of direct solar radiation on the pyrgeometer (PIR) used to measure the downward longwave radiation flux.

は観測システムの概要を示す。各放射計からの出力は、データロガーで10秒ごとにサンプリングし、パソコンで1分平均して記録した。第2章の図4からもあすか観測拠点の天気変化がうかがえる様に、観測を開始した2-3月には降雪やブリザードが多く、静電ノイズによるシステムダウンが相次いで起きたが、8月以降は天気も安定し連続的にデータを取得できるようになった。青木・山内 (1989) はアルベドの季節変化や雲と長波放射の関係について議論している。あすか観測拠点の放射収支の特徴については「3. あすか観測拠点の放射特性」で詳しく述べた。また、あすか観測拠点での雲の放射効果については、青木・山内 (1990a, b), Aoki and YAMANOUCHI (1992) によって議論されている。

## 2.2. ビデオ放射計による観測

可視域の天空光や雪面反射光は波長だけでなく、方向や太陽天頂角によって変化する。このため衛星データを使って雪面のリモートセンシングを行う場合、これらの要素を考慮する必要がある。ビデオ放射計は方向別・波長別の放射輝度を測定するために開発された測器で、全天放射輝度分布及び雪面による太陽光の反射光輝度分布 (BRDF: Bi-directional Reflection Distribution Function) の観測が可能である。なお、短時間でこのような観測が行われるのは初めての試みである。これにより衛星データのグランドトゥルースや大気中のエアロゾルに関する

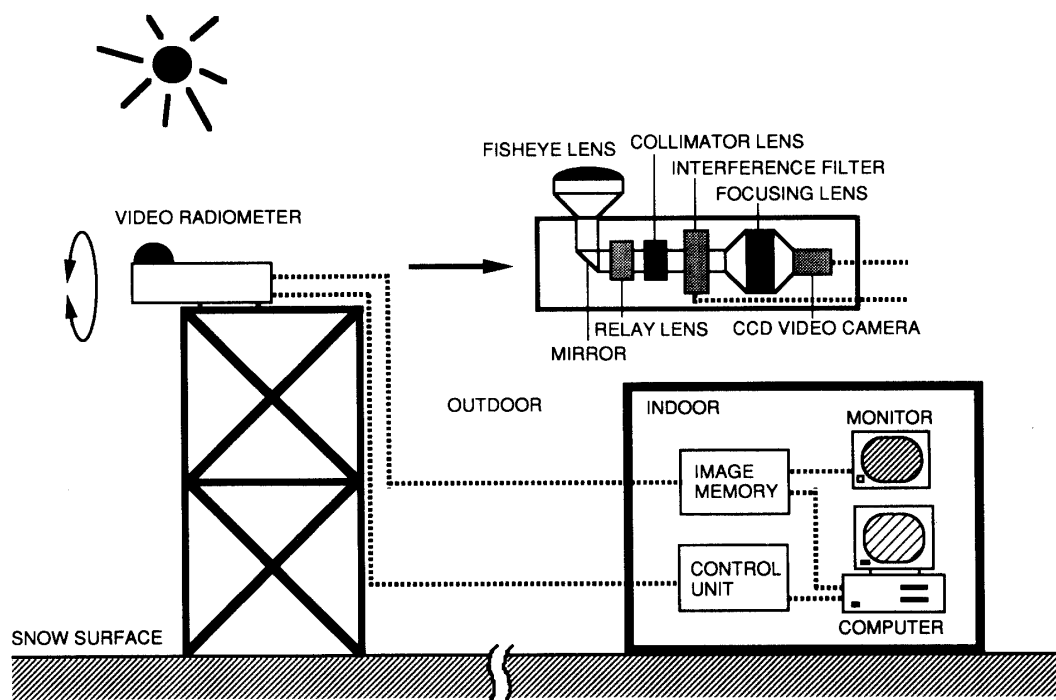


図2 ビデオ放射計観測システム。本体は約4mの架台に設置され、上を向けば天空光、下を向けば雪面反射光を測定することができる。

Fig. 2. Schematic diagram of the video radiometer system. It was mounted on top of a tower 4 m above the snow surface. Sky radiance and reflected radiance from the snow surface are measured in the upward and downward directions, respectively.

情報を得ることを目的として観測を行った。ビデオ放射計の原理は図2に示すように、魚眼レンズから入射した光はリレーレンズとコリメータレンズで平行光に変換され、干渉フィルターで分光され、CCDビデオカメラで画像信号に変換される。この信号はイメージメモリーでA/D変換され、パソコンで記録される。波長選択は0.44, 0.50, 0.67, 0.75, 0.85  $\mu\text{m}$ の5枚の干渉フィルターを載せたターレットか、0.4-1.0  $\mu\text{m}$ 波長域を連続的に分光できるファブリーペロー干渉フィルターによって行った。取得したデータは魚眼レンズのイメージで、分解能は256×256画素、64階調、1画像の観測時間は17秒である。図3に天空光及び雪面反射光の観測例を示す。雪面反射光では、天底方向から離れるほど反射率が大きくなっている。天空光分布ではレイリー大気の分布に近い結果を示しているが、エアロゾルの影響や雪面反射率の角度依存性の影響を見積もるほどの精度はなかった。これは青木ら(1989)が指摘しているように、CCDの感度が低いことやデジタル化の階調の低さが観測精度を低下させている。さらに、魚眼レンズは中心から離れるほど感度が低すぎるため、室内での検定を必要とするが、この検定そのものにも問題がある。

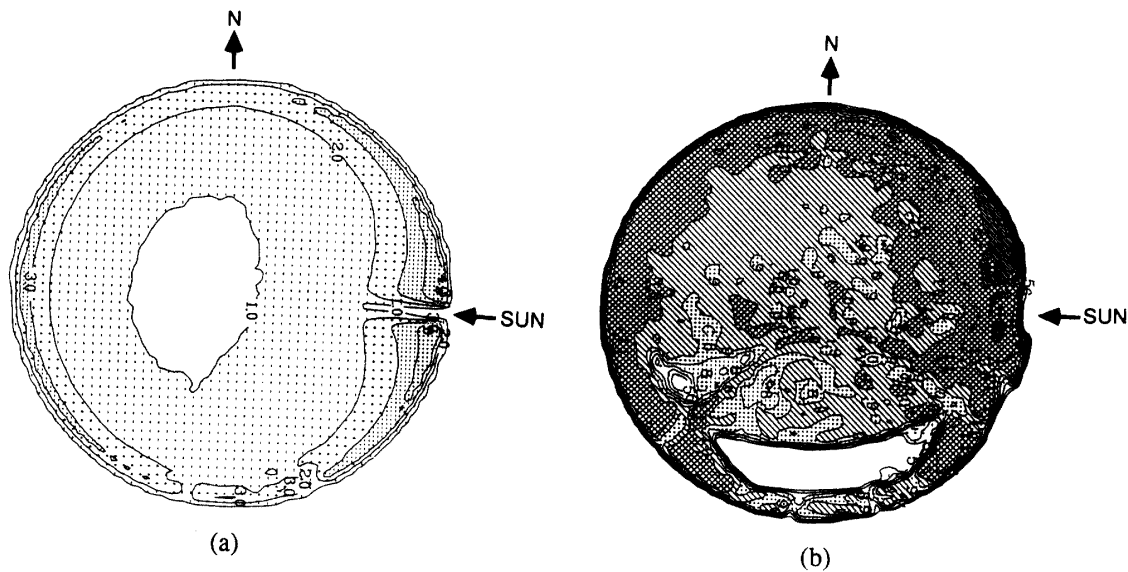


図3 ビデオ放射計による観測例。天頂（天底）方向を1.0として規格化。(a) 天空光, 1988年11月25日, 太陽天頂角 $65.0^\circ$ , 波長 $0.50\ \mu\text{m}$ , 太陽は遮蔽している。(b) 雪面反射光, 1988年11月25日, 太陽天頂角 $64.0^\circ$ , 波長 $0.50\ \mu\text{m}$ , 下方の白い部分は架台のステップ。  
 Fig. 3. Examples of the relative radiance distribution observed by video radiometer for (a) sky radiance (November 25, 1988, solar zenith angle =  $65.0^\circ$ , wavelength =  $0.50\ \mu\text{m}$ ) and (b) reflected radiance from the snow surface (November 25, 1988, solar zenith angle =  $64.0^\circ$ , wavelength =  $0.50\ \mu\text{m}$ ).

### 3. あすか観測拠点の放射特性

極域で放射収支を決めるのは一体何か？ 短波の場合、下向きでは、太陽天頂角、高度（あるいは気圧＝レイリー散乱に影響）、雲、エアロゾルなどが考えられ、上向きでは地表面のアルベドによってほぼ決まってしまうと言ってよいだろう。一方、長波の場合、下向きでは大気中の微量気体（水蒸気を含む）と気温の分布や雲などが考えられ、上向きでは地表面温度だけによってほとんど決まってしまう。ある1地点について考えた場合、海水域でなければ、毎日大きく変化するのは雲だけである。中・低緯度の場合、通常ある程度厚い雲が出現すると、短波では、雲による「日傘」の効果で下向き日射量が減少し、正味の短波も減少する。一方、長波では雲による温室効果で下向き長波放射が増加し、正味の長波も増加する。一般に前者が後者を上回り、全波長の正味放射量は減少する。さて、南極の場合はどうだろう。

図4はあすか観測拠点における正味放射量の季節変化であるが、各要素共に日々大きく変化する原因は雲である。それは短波よりも長波に顕著で、短波の日々の変化が季節変化の2-3割なのに対し、長波では季節変化に匹敵する変化をしている。また、その方向と大きさは雲により短波が減少するのに対し、それを上回る波長の増加が見られる。このことは雲の出現が地表面を加熱する方向に働くことを意味する（これは日射量の多い11月下旬-12月上旬の曇りの日に注目するとわかりやすい）。これは“Radiation Paradox”として AMBACH (1974) や

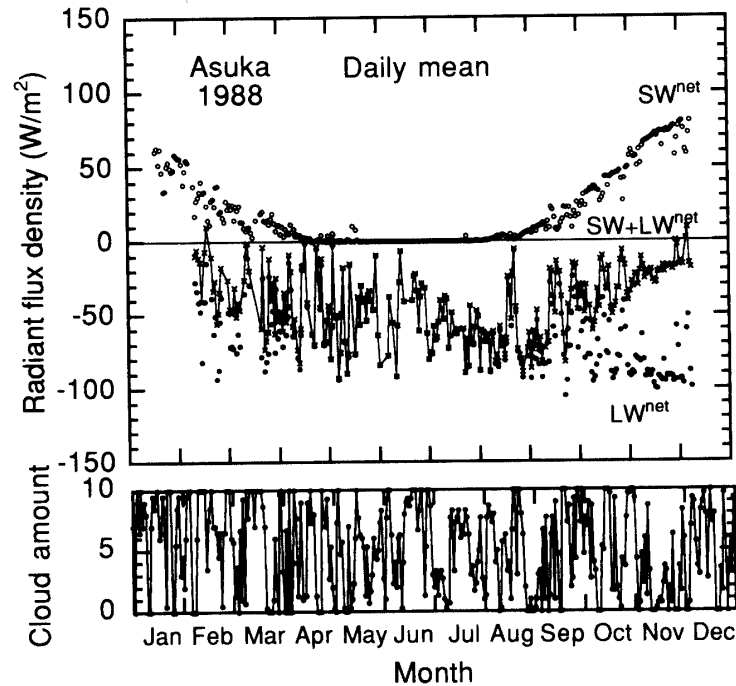


図4 あすか観測拠点における日平均正味放射と日平均雲量の季節変化。SW<sup>net</sup> は短波，LW<sup>net</sup> は長波，SW+LW<sup>net</sup> は全波長の正味放射量を示す。

Fig. 4. Seasonal variations of the daily mean net radiation fluxes and cloud amount at Asuka Station. SW and LW indicate the shortwave and longwave radiations, respectively.

WENDLER (1986) により、極域特有の現象として以前から指摘されていたことであるが、あすか観測拠点も同様の特徴を示している。YAMANOUCHI *et al.* (1981b) もみずほ基地の観測から、雲は放射収支を正の方向へ動かすことを指摘している。みずほ基地では雲の出現により、しばしば全波長の正味放射が正の値になることがあったが、あすか観測拠点においてはごくまれにしか起こっていない。また、みずほ基地では正味放射の日々の変化は、特に冬に大きいことが指摘されているが、あすか観測拠点では2-3月でも大きな変化を示している。これはあすか観測拠点ではこの年の2-3月に降雪を伴うような厚い雲が数多く出現したためである。このことから雲が地上の放射収支に大きな影響をもつことが分かる。

図5は山内 (1983a) がまとめた南極6基地の放射収支の季節変化である。各基地の標高は高い順にプラトー: 3624 m, ピオネルスカヤ: 2700 m, みずほ基地: 2230 m で、モードハイム、モーソン、昭和基地は沿岸の基地である。このうち昭和基地は夏に雪が消え、モーソンでは雪あるいは氷に地表面状態が変化する。これとあすか観測拠点の放射収支を比べてみよう (図6)。短波 (図5a) では地表面状態の変化する昭和基地とモーソン以外は一つのグループを構成している。あすか観測拠点もそのグループに属する。それらの基地では地表面が雪のため、アルベドが一年を通じて大きく変化することがなく、主に季節による日射量の変化によって短波

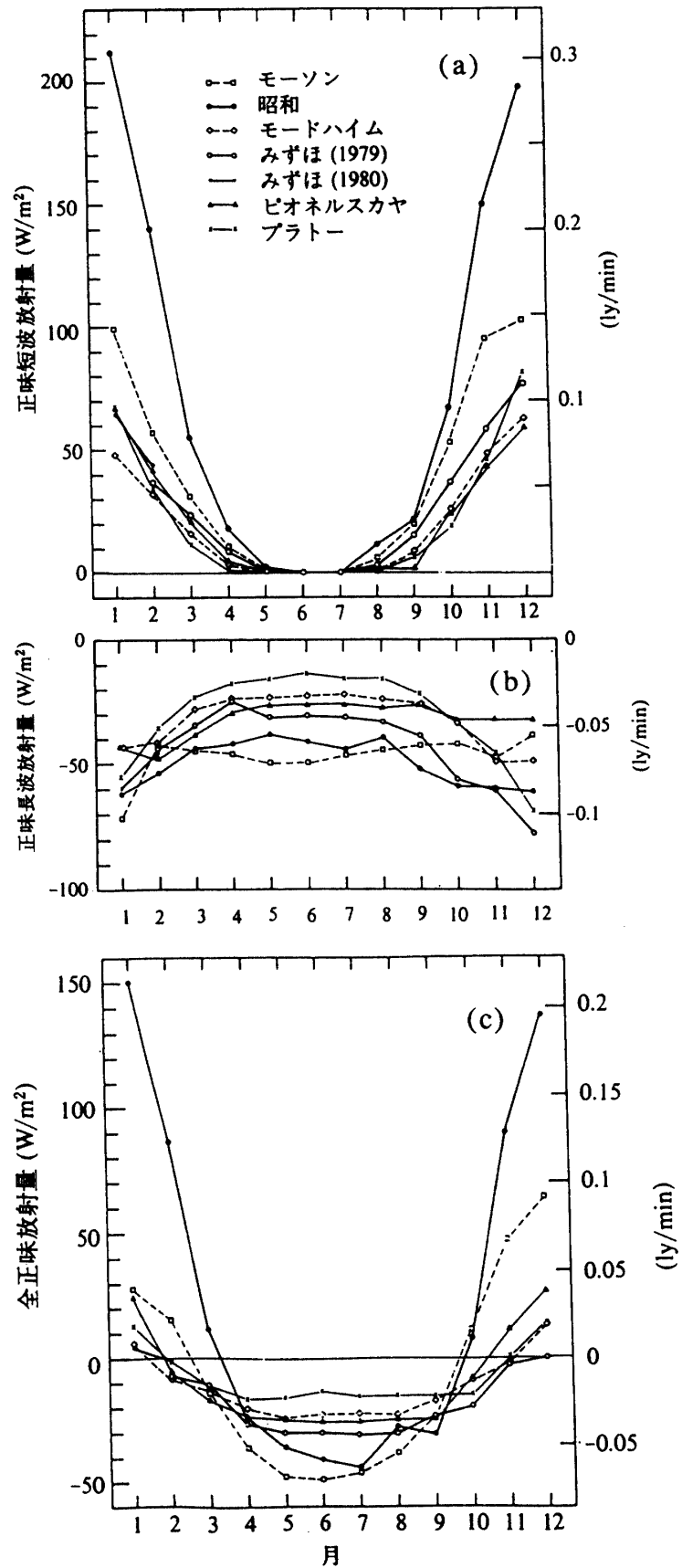


図5 南極6基地における正味放射量の月平均値の季節変化。モーソン (WELLER, 1967), 昭和 (川口, 1979), モードハイム (LILJEQUIST, 1956), みずほ (YAMANOUCHI *et al.*, 1981a; ISHIKAWA *et al.*, 1982), ピオネールスカヤ (RUSIN, 1964), プラトー (KUHN *et al.*, 1977) 各基地。(a) 短波, (b) 長波, (c) 全波長。(山内, 1983a)

Fig. 5. Seasonal variations of the monthly mean net radiation fluxes for (a) short-wave, (b) longwave and (c) total at Mawson (WELLER, 1967), Syowa (KAWAGUCHI, 1979), Maudheim (LILJEQUIST, 1956), Mizuho (YAMANOUCHI *et al.*, 1981a; ISHIKAWA *et al.*, 1982), Pionerskaya (RUSIN, 1964) and Plateau (KUHN *et al.*, 1977) Stations. (YAMANOUCHI, 1983a)

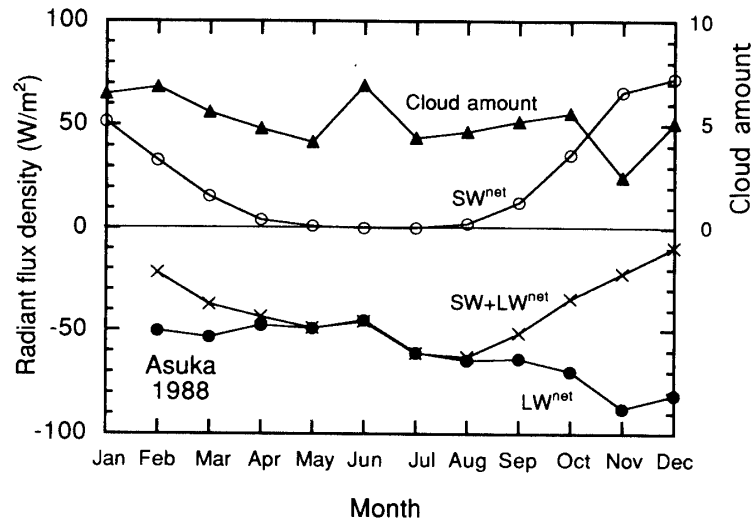


図6 あすか観測拠点における正味放射量と雲量の月平均値の季節変化. 記号は図4に同じ.  
 Fig. 6. Seasonal variations of the monthly mean net radiation fluxes and cloud amount at Asuka Station.

の放射収支が決まっている。その季節変化は  $50\text{--}70\text{ W/m}^2$  である。逆に、地表面状態が大きく変動する場所では、短波の放射収支はそのことに大きく依存し、正味の短波放射は  $50\text{--}210\text{ W/m}^2$  の季節変化を持っている。さらに細かく見た場合、山内 (1983a) によると、緯度効果、高度の違い、アルベドの違いにより、夏は内陸が大きく、冬付近は内陸は小さいという傾向がプラトーとみずほ基地やモードハイムの間で見られ、ピオネルスカヤの春側の低い値は、雲ないし水蒸気の多さによると考えられる。この基地間の変化は  $10\text{--}20\text{ W/m}^2$  で季節変化より小さな変化である。あすか観測拠点はこれの中で2-3月は低い部類に属し、11月は逆に特別高い値を示す。この原因は主に、2-3月は雲の多さ (3月は平均雲量はそれほど高くないが、降雪すなわち厚い雲が多かった)、11月は晴天によるものと考えられる。通年雪に覆われた基地では、緯度、高度そしてわずかなアルベドの差が基地間の短波長放射収支の差となって現れていたが、それに匹敵する変化が、雲や水蒸気の変化によってもたらされていることがピオネールスカヤやあすか観測拠点の例から分かる。図7はあすか観測拠点における短波放射の月平均値の天気別変化で、快晴と曇りの差が雲による日々の変化に対応する。これによると正味放射の日々の変化は高々  $20\text{ W/m}^2$  程度である。これは季節変化 ( $-70\text{ W/m}^2$ ) に比べ小さな変化である。

次に正味の長波放射について見てみよう。図5bの6基地では、冬にはプラトー、ピオネルスカヤ、みずほ基地、昭和基地の4地点で高度順 (逆転の強さ) に並んでいる。これは放射冷却を補う熱輸送があるかどうかの違いで、補う熱輸送があるほど正味放射の絶対値は大きくなる。モーションは沿岸の基地であるがカタバ風が強いため放射冷却が顕熱により補われ、正味放射の絶対値は大きく、逆に沿岸でもモードハイムは風が弱く逆転温度が大きく正味放射の絶対値は小さい (山内, 1983a)。一方、夏には沿岸部の基地では雲や霧、水蒸気量が多くなるため



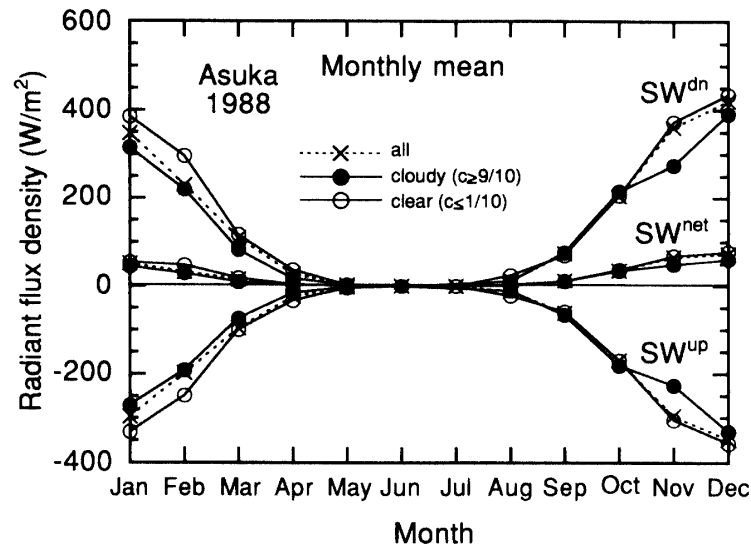


図7 あすか観測拠点における短波放射量の月平均値の天気別季節変化。黒丸は曇り（雲量 9/10 以上）、白丸は快晴（雲量 1/10 以下）、×印は全データの平均値を示す。

Fig. 7. Seasonal variations of the monthly mean net radiation fluxes for cloudy cases (daily mean cloud amount  $c \geq 9/10$ ), clear cases ( $c \leq 1/10$ ) and all cases at Asuka Station.

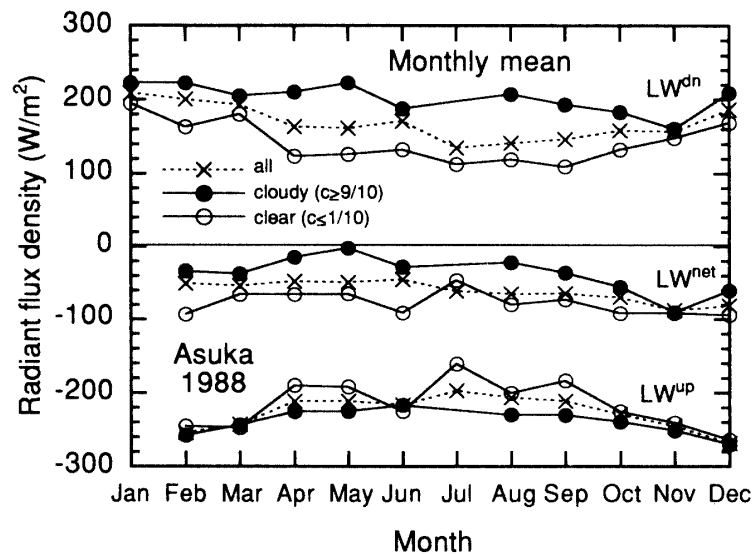


図8 あすか観測拠点における長波放射量の月平均値の天気別季節変化。記号は図7に同じ。

Fig. 8. Same as Fig. 7, but for the longwave radiation fluxes.

下向き放射が大きくなり、結果として正味放射の絶対値は小さくなる（山内，1983a）。これらの基地における正味の長波放射の季節変化は  $20\text{--}40\text{ W/m}^2$  の振幅をもち、基地間による違いは最大  $40\text{--}60\text{ W/m}^2$  である。さて、あすか観測拠点の正味の長波放射はどうだろう。秋から冬にかけては  $-50\text{ W/m}^2$  前後で、昭和基地やモーソンと似た変化を示している。しかし、春から夏にかけては正味放射の絶対値がどの基地よりも大きい。特に11月は  $-87.7\text{ W/m}^2$  でほぼ同じ

太陽高度の2月の $-50.3 \text{ W/m}^2$ に比べ $37.4 \text{ W/m}^2$ もの差がある。これはほかの基地の季節変化に匹敵する変化である。11月の雲量は非常に少なく、下向き放射が小さかったことが主な原因である。他の月についても春以降は厚い雲が現れることが少なく、下向き放射が小さかった。図4のところで述べた様に、正味の長波放射の日々の変化は季節変化に匹敵するくらい大きい。図8はあすか観測拠点における長波放射の日平均値の天気別変化である。やはり長波においても快晴と曇りの差が、雲による日々の差に対応する。雲による下向き長波放射の日々の変化は $100 \text{ W/m}^2$ 近くに達し、これは正味の長波放射の季節変化に比べ2-3倍大きい。雲が少ないと下向き放射が減少する代わりに、地上の温度逆転が進み上向き放射の絶対値も減少するという負のフィードバックがあるものの、正味放射の絶対値そのものが数十 $\text{W/m}^2$ と小さいため、雲の出現が長波の放射収支に与える影響は大きい。正味の放射収支の日々の変化は厚い雲がある程度出現すると $40-60 \text{ W/m}^2$ で(7月や11月は厚い雲が少なかった)、季節変化や基地間の違いに匹敵する大きさを持っている。

全波長の正味放射の季節変化が図5cである。冬は長波放射だけによって決まり、全基地で負、夏はアルベドの大きく変化する昭和基地とモーソンを除いてゼロないし正の値を持っている。季節変化は昭和基地とモーソンを除く雪面上の基地では $30-50 \text{ W/m}^2$ の振幅を持っており、基地間の差は $10-40 \text{ W/m}^2$ である。一方、あすか観測拠点の正味全放射は図6に示されているが、年間を通じて常に負である。ただし、1月と12月中下旬の観測はない。あすか観測拠点では1年を通じて、ほかの基地と比べ低い方の値をとっている。特に8月では最低値の $-63.0 \text{ W/m}^2$ となり、放射冷却の大きい場所である。表2にあすか観測拠点を含めた全基地の放射収支の大きさをまとめた。全波長の季節変化の振幅は、短波の方が長波よりやや大きい、逆位相のため、全波長では幾分小さく $30-50 \text{ W/m}^2$ である。基地間の差は、短波で $10-20 \text{ W/m}^2$ に対し、長波が $20-60 \text{ W/m}^2$ と大きい。全波長では $10-40 \text{ W/m}^2$ で季節変化と同じオーダーである。一方、あすか観測拠点における日々の変化では短波が高々 $20 \text{ W/m}^2$ に対し、長波が $40-60 \text{ W/m}^2$ と大きく、全放射でも $20-60 \text{ W/m}^2$ と長波が効いている。

**表2** 雪面上の基地における放射収支の大きさ (単位:  $\text{W/m}^2$ )。使用した基地はあすか観測拠点及び図5の基地 (ただし、昭和基地とモーソンは除く)。季節変化の振幅は各基地における最大の月と最小の月の差、基地間の差は各月における最大の基地と最小の基地の差、雲による日々の変化はあすか観測拠点における各月の曇りと快晴の差を表す。

Table 2. Radiation budget (unit:  $\text{W/m}^2$ ) observed at the stations on the snow surface, which are Asuka Statiton and those shown in Fig. 5 except Syowa and Mawson.

単位: $\text{W/m}^2$	正味短波放射	正味長波放射	全放射
季節変化	50-70	20-50	30-50
基地間の差	10-20	20-60	10-40
雲による日々の変化	<20	40-60	20-60

このように、雲の効果は主に長波を通して放射収支に大きな影響を持っており、その大きさは季節変化の振幅や基地間の差に匹敵する。これは注目しておくべき点と言える。

#### 4. 大気-雪面系の多重散乱モデルによる積雪の放射特性

雪のアルベドを計算で求めようという発想は 1950 年代からあり、最初は 1 次散乱を考慮しない簡単な two stream モデルであった。1970 年代からは、1 次散乱と多重散乱をきちんと扱った BOHREN and BARKSTROM (1974) や積雪面反射を考慮した CHOUDHURY and CHANG (1979a, b) による多重散乱モデルが登場した。しかし、その後 WISCOMBE and WARREN (1980) は 1 次散乱に Mie 理論、多重散乱に delta-Eddington 近似を用いて雪面アルベドの波長依存性、粒径依存性などかなり実用的な計算結果を求めることに成功した。WARREN (1982) はそれまでの雪の光学特性を計算したモデルや観測について広くレビューしている。表 3 はその中でまとめられた各モデルの特徴である。その後、積雪粒子中の不純物については、WARREN and WISCOMBE (1980), CHÝLEK *et al.* (1983), WARREN and CLARKE (1990) が議論している。モデル計算に必要な氷の光学特性 (複素屈折率) については、WARREN (1984) によってコンパイルされたデータベースがある。一方、観測についてはやはり WARREN (1982) によって 1950-1980 年代初めまでのレビューがなされている。その後、YAMANOUCHI (1983b) はみずほ基地の観測から緻密な解析を行い、アルベドの太陽天頂角依存性、雲との関係などについて議論を行っている。一方、気候モデルの中で用いられている雪氷アルベドについては、HENDERSON-SELLERS and WILSON (1983) によってまとめられている。さらに、最近では BRANDT and WARREN (1993) により南極の雪氷域で内部の温度測定を行い、内部の加熱率をモデルによって計算している。

このようにアルベドモデルは 1980 年代には実用的な段階に達し、現在ではそれを応用した仕事もなされている。しかし、それらのモデルは主に積雪面に注目したもので、大気の放射伝達モデルのように大気の上端や、あるいは積雪の中の放射量を任意に計算するものではない。また、大気の構造や積雪構造に対しても自由度が少なく、主に積雪面における放射の基本的な物理過程を理解するためのものであった。そこで青木ら (1992a, b) は大気と積雪からなる大気-積雪系の多重散乱モデルを開発した。基本的な構造は AOKI (1992) にまとめられている。このモデルでは 1 次散乱には Mie 理論、多重散乱には doubling and adding 法を用いている。大気中には雲やエアロゾルの層を入れることが可能で、それによって雪面がどのように日射を受けるかという条件を変化させることができる。

次に、積雪に関する放射観測の結果とこのモデルによる計算結果を示す。図 9 はあすか観測拠点における曇天と快晴の条件における雪面アルベドの太陽天頂角依存性を示したものである。太陽天頂角依存性は快晴時に顕著で、曇天時にはほとんど見られない。さらに、太陽天頂角が小さいときは曇天時のアルベドが快晴時のアルベドに比べて大きく、それは可視よりも近赤外に顕著である。このようなことは以前から指摘され、WISCOMBE and WARREN (1980) のモ

表3 雪の光学特性を計算したモデル (WARREN, 1982).  
Table 3. *Model for the optical properties of snow* (WARREN, 1982).

Reference	Input parameters	Grain size enters	Wavelength dependence examined	Anisotropic scattering considered	Sun angle dependence	Thin snow treated	Comments
DUNKLE and BEVANS (1956)	$t, m$	as $t$	yes			yes	for diffuse incidence and high albedo
GIDDINGS and LACHAPPELLE (1961)	$l, m, m$	as $l$				yes	for diffuse incidence and high albedo
BARKSTROM (1972)	$\bar{\omega}, \theta_0$				yes		must be tuned
BARKSTROM and QUERFELD (1975)	$\bar{\omega}, g, \theta_0$	yes		yes	yes	yes	unrealistic $g$
BOHREN and BARKSTROM (1974)	$r, m$	yes		yes			for diffuse incidence and high albedo
BERGER (1979)	$m, \rho_s$	yes	yes	yes			for high infrared emissivity
CHOUDHURY and CHANG (1979a, b)	$r, m, \beta$	yes	yes	yes		yes	for diffuse incidence and albedo $\approx 0.1$
WISCOMBE and WARREN (1980)	$r, m, \theta_0$	yes	yes	yes	yes	yes	used in this paper
CHOUDHURY and CHANG (1981)	$r, m, \theta_0, s^2$	yes	yes	yes	yes		'surface reflection' included

Symbols used are as follows:  $g$ , single-scattering asymmetry parameter;  $l$ , photon mean path length through ice;  $m = m_r - im_i$ , complex index of refraction of ice;  $r$ , snow grain radius;  $s^2$ , variance of surface facet slopes;  $t$ , ice lamina thickness;  $\beta$ , single-scattering backscattered fraction;  $\theta_0$ , solar zenith angle;  $\rho_s$ , snow density; and  $\bar{\omega}$ , single-scattering albedo.

デルや YAMANOUCHI (1983b) の観測によっても示されている。この理由はすでに WARREN (1982) によって説明されているが、別の表現をすれば、天頂方向から入射した光と斜めから入射した光を比較した場合、均一な積雪なら雪の中へ入射してゆく際に、2つの入射光は積雪粒子による散乱や吸収を同じように受ける。従って、ある一定距離進んだとき減衰して残ったエネルギーは同じである。しかし、天頂からの光の方がより深い場所にあるため、斜めからの光より雪面までの距離が遠く、雪面まで戻るまでの間により吸収を受けて減衰する。さらに、積雪粒子の phase function は前方散乱が卓越しているため、この効果をより大きくする。図 10 は積雪 1 層モデルによってこのことを調べたものである。アルベドが雪による吸収の有無, phase

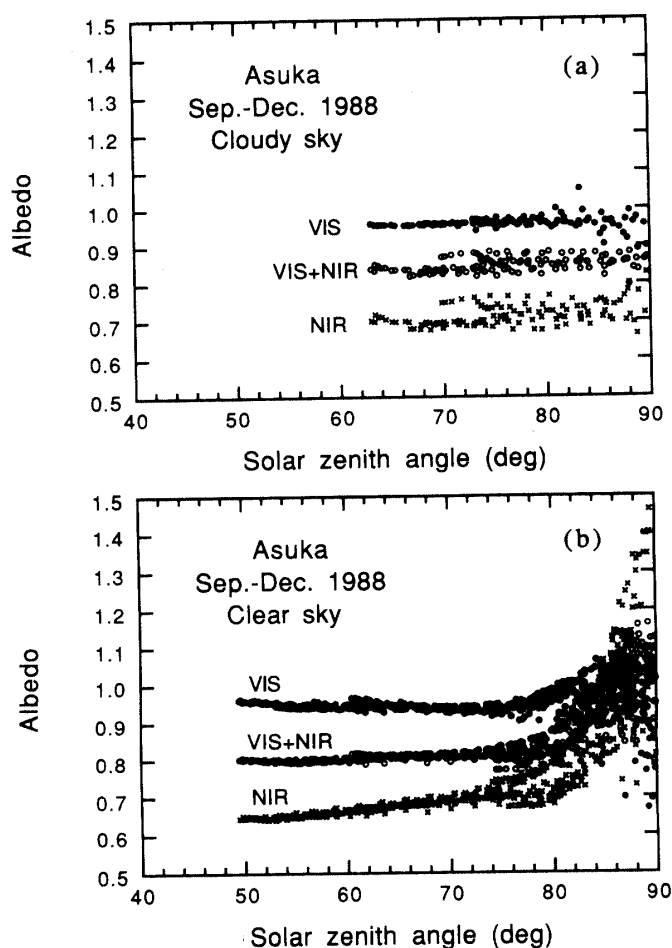


図9 あすか観測拠点における雪面アルベドの太陽天頂角依存性。1998年9月～12月の30分平均値を午前と午後で平均したもの。(a)は雲量9/10以上、(b)は雲量1/10以下。VISは可視域、NIRは近赤外域を示す。(b)においてアルベドが1.0を越えているのは、サスツルギの影響、日射計センサーの構造の問題の2つの原因が考えられる。

Fig. 9. Snow albedo as a function of solar zenith angle for (a) cloudy and (b) clear cases at Asuka Station. Each data is averaged value of AM and PM for 30 min averaged albedo from September to December in 1988. VIS and NIR indicate the visible and near infrared wavelength regions, respectively.

function の非等方性によって、どのように変化するかがよく分かる。一方、厚い雲があった場合、太陽直達光は雪面に到達せず散乱光のみとなる。このとき雪面に入射する光は直達光があるときのように極端にある天頂角方向の光が卓越することではなく、どの方向からもほぼ同じ強さでやってくる。従って、天頂方向と水平方向の間にある平均的な入射角がこのときの有効入射角であると考えられる。このため雲があるときのアルベドは、雲がないときの太陽天頂角の大きな場合のアルベドと小さな場合のアルベドの中間の値をとるはずである。図 11 は大気-積雪系の多重散乱モデルによるアルベドの太陽天頂角依存性を示したものである。雲の光学的厚さの増加に対して、雪面アルベドの太陽天頂角依存性がなくなってゆくことがわかる。先に述べた雲があるときの有効入射角（天頂角）は、図 11 の  $\tau_{\text{cld}}=0$  の雪面アルベドと  $\tau_{\text{cld}}=10$  の雪面アルベドの交差した天頂角である。この有効入射角は波長によって変化し、 $\lambda=0.5\mu\text{m}$  では  $47^\circ$ 、 $1.0\mu\text{m}$  では  $51^\circ$  である。一方、このモデルではプラネタリーアルベドも計算することができる。プラネタリーアルベドも太陽天頂角依存性をもっており、雲のないときには雪面アルベドに近い変化を示している。ただし、短波長で太陽天頂角が大きいときは若干様子が異なる。これはレイリー散乱の影響である。さて、雲が厚くなってもプラネタリーアルベドの太陽天頂角依存性が全くなくなることはない。このときには地表の代わりに雲が見えており、厚い雲では雪と同じ理由で太陽天頂角依存性が残る。

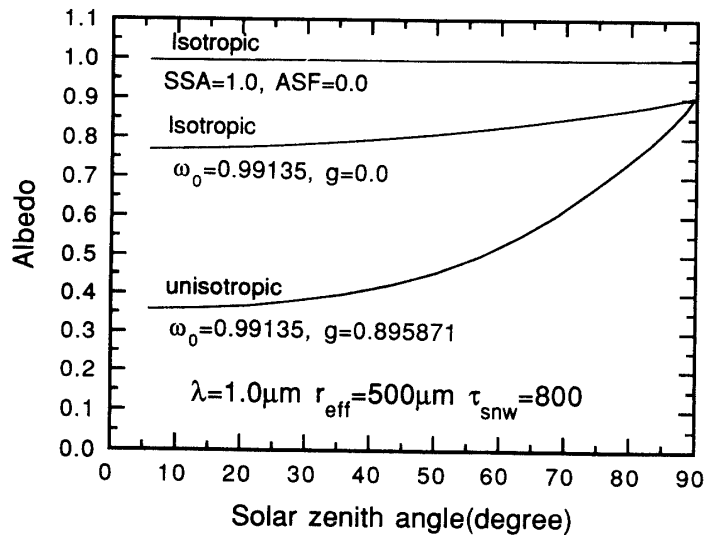


図 10 積雪 1 層モデルによるアルベドの太陽天頂角依存性。波長  $1.0\mu\text{m}$ 、積雪粒子の有効半径  $500\mu\text{m}$ 、雪の光学的厚さ  $800$ 。  $\omega_0$  は single scattering albedo で  $1.0$  のときは雪による吸収がない。  $g$  は asymmetry factor で  $0.0$  で等方散乱、 $1.0$  に近いほど前方散乱が卓越している。

Fig. 10. Snow albedo as a function of solar zenith angle calculated with a multiple scattering model for the atmosphere-snow system of one snow layer for three combinations of single scattering albedo ( $\omega_0$ ) and asymmetry factor ( $g$ ).  $\lambda$  is the wavelength,  $r_{\text{eff}}$  is the effective radius of snow grains and  $\tau_{\text{snw}}$  is the snow optical depth.

雪面アルベドが積雪粒子の粒径に依存することを WISCOMBE and WARREN (1980) はその波長依存性と共に示した。それはかなり観測値に近く、雪粒子の粒径をリモートセンシングで求める可能性を示唆するものだった。同様の雪面アルベドの波長変化を大気-積雪系の多重散乱モデルにより計算したのが図 12 である。ただし、雲がないときは WISCOMBE and WARREN (1980) とほとんど同じなので、これは曇りの条件である。雲があるときでも積雪の粒径による雪面アルベドの相対的な大小関係は変わらず、小粒子ほど雪面アルベドは大きい。粒径によるアルベドの変化が大きいのは波長  $\lambda = 1.0\text{--}1.4\ \mu\text{m}$ ,  $1.8\ \mu\text{m}$  前後,  $2.2\ \mu\text{m}$  前後である。有効半径  $r_{\text{eff}} = 100\ \mu\text{m}$  以上の大きな粒子に対する情報は短波長側 ( $\lambda = 1.0\text{--}1.4\ \mu\text{m}$ ) で多く、それより小さな粒子に関する情報は長波長側 ( $\lambda = 1.8\ \mu\text{m}$  前後,  $2.2\ \mu\text{m}$  前後) により多くあることがわかる。

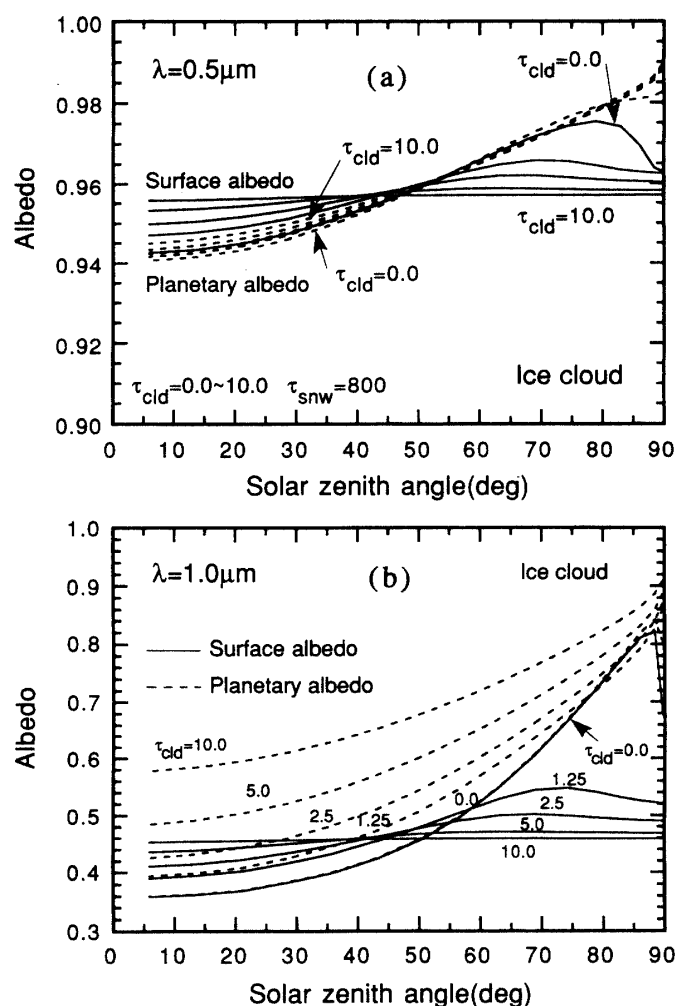


図 11 雪面の地表アルベドとプラネタリーアルベドの太陽天頂角依存性。  $\tau_{\text{cld}}$  は雲の光学的厚さ、雪の光学的厚さは  $\tau_{\text{snw}} = 800$ 、波長は (a)  $0.5\ \mu\text{m}$ 、(b)  $1.0\ \mu\text{m}$ 。

Fig. 11. Surface and planetary albedos of snow as a function of solar zenith angle for different kinds of cloud optical depth ( $\tau_{\text{cld}}$ ) at the wavelengths of (a)  $0.5\ \mu\text{m}$  and (b)  $1.0\ \mu\text{m}$ .

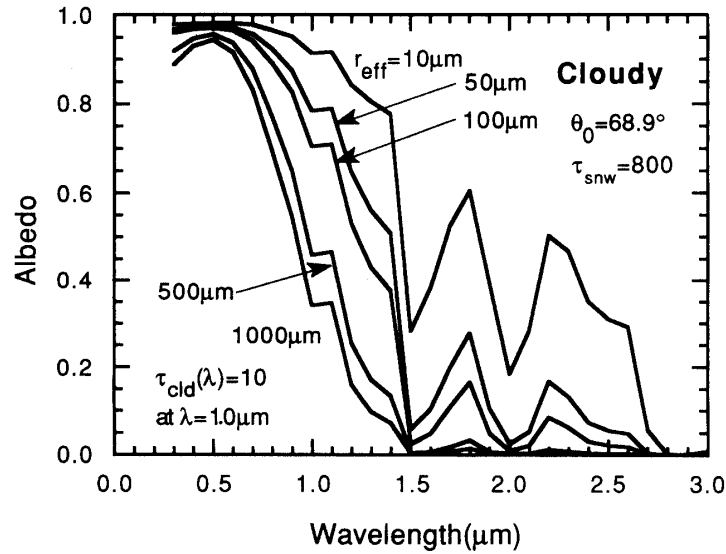


図 12 曇天時の雪面アルベドの粒径別の波長変化。曇の光学的厚さ  $\tau_{cld}$  は波長  $1.0 \mu\text{m}$  で 10.0 になるよう規格化されている。  $r_{eff}$  は積雪粒子の有効半径、太陽天頂角  $\theta_0 = 68.9^\circ$ 、積雪の光学的厚さ  $\tau_{snw} = 800$ 。

Fig. 12. Spectral surface albedo of snow under cloudy sky for different kinds of snow grain sizes. Cloud optical depth is normalized so as to be  $\tau_{cld} = 10.0$  at  $\lambda = 1.0 \mu\text{m}$ .  $\theta_0$  is solar zenith angle.

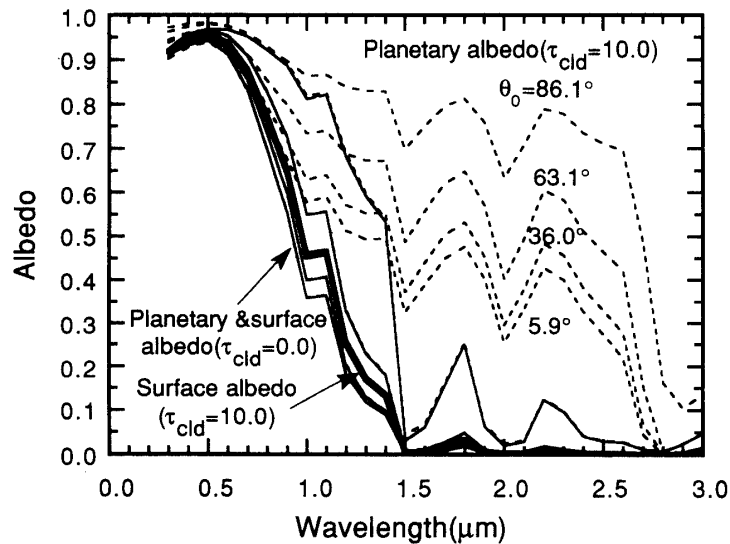


図 13 雲のあるとき（雲の光学的厚さ  $\tau_{cld} = 10$ ）とないとき（雲の光学的厚さ  $\tau_{cld} = 0$ ）の雪面の地表アルベドとプラネタリーアルベドの波長変化。実線は地表アルベド、破線はプラネタリーアルベド。雲のないときの両者はほとんど重なっている。

Fig. 13. Spectral surface and planetary albedos of snow for different kinds of solar zenith angles in clear ( $\tau_{cld} = 0$ ) and cloudy ( $\tau_{cld} = 10$ ) cases. They nearly overlap in the clear case.



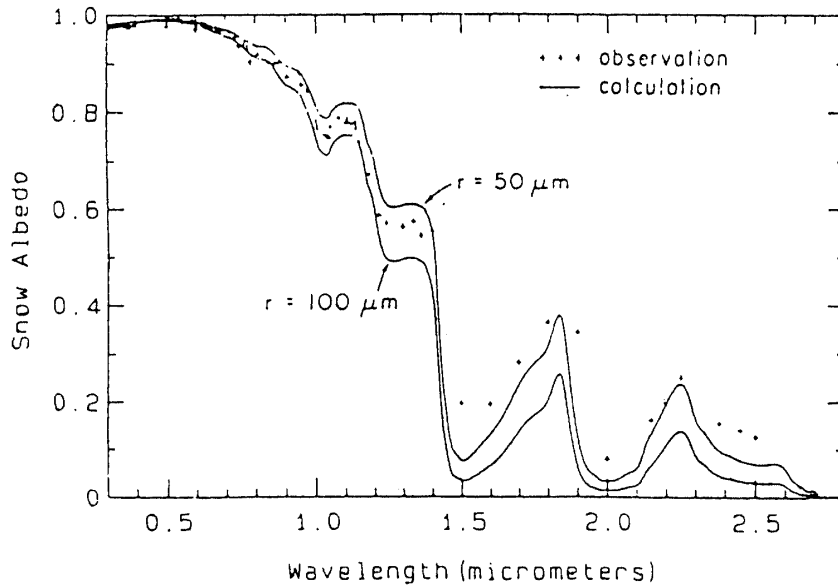


図 14 南極 South Pole における曇天時の雪面アルベドの波長変化. +記号は観測値. 実線はモデル計算 (GRENFELL *et al.*, 1988).

Fig. 14. Spectral albedo of the snow surface observed at the South Pole under cloudy sky (plus signs) and theoretical calculations (solid curves) (GRENFELL *et al.*, 1988).

雲がある場合とない場合の雪面アルベドとプラネタリーアルベドの波長変化について示したのが図 13 である。図には 4 種類の太陽天頂角について示しているが、雪面アルベドは曇ると、どの太陽天頂角でも上で述べた有効入射角に対応したアルベドの波長変化になる ( $\tau_{\text{clid}} = 10$ )。一方、プラネタリーアルベドは雲がないとき ( $\tau_{\text{clid}} = 0$ ) は雪面アルベドに近く、曇ると近赤外域で大きく増加する。これは単に小さな粒子からなる雲がよく見えているだけである。また、この図から積雪面上で雲と雪の区別をするのは近赤外域がよいことがわかる。波長  $\lambda = 1.5 - 2.5 \mu\text{m}$  あたりならどこでもよさそうであるが、大気には水蒸気や炭酸ガスの吸収があるので、それらを避けると  $\lambda = 1.6 - 1.7 \mu\text{m}$ ,  $2.1 - 2.3 \mu\text{m}$  あたりが有望である。しかし、太陽光のエネルギーは近赤外域では短波長ほど大きいので、 $\lambda = 1.6 \mu\text{m}$  が最有力ということになる。

GRENFELL *et al.* (1988) は南極 South Pole での雪面アルベドの観測から、近赤外域でモデル計算よりも観測値の方が大きな値をとることを報告している (図 14)。その中で彼らは積雪表面で粒径が変化している可能性を指摘している。AOKI *et al.* (1993) は粒径の異なる 2 層の積雪層からなる大気-積雪系の多重散乱モデルでこのことを再現した。図 15 は積雪 1 層モデルと 2 層モデルによる計算結果である。有効半径  $r_{\text{eff}2} = 100 \mu\text{m}$  の粒径分布をもつ光学的に十分厚い (幾何学的厚さ  $d_2 = 1 \text{ m}$ , 密度  $\rho_2 = 0.3 \text{ g/cm}^3$ ) 積雪層の上に、小さな粒径 ( $r_{\text{eff}1} = 10 \mu\text{m}$ ) の光学的に薄い ( $d_1 = 0.25 \text{ mm}$ ,  $\rho_1 = 0.1 \text{ g/cm}^3$ ) 積雪層があった場合、可視域では上層の小さな粒径の雪のアルベドに近く、近赤外域では下層の大きな粒径の雪のアルベドに近くなる。この理由は可視域では雪粒子による吸収が少ないため、上層の光学的に薄い層よりも下層の光学的

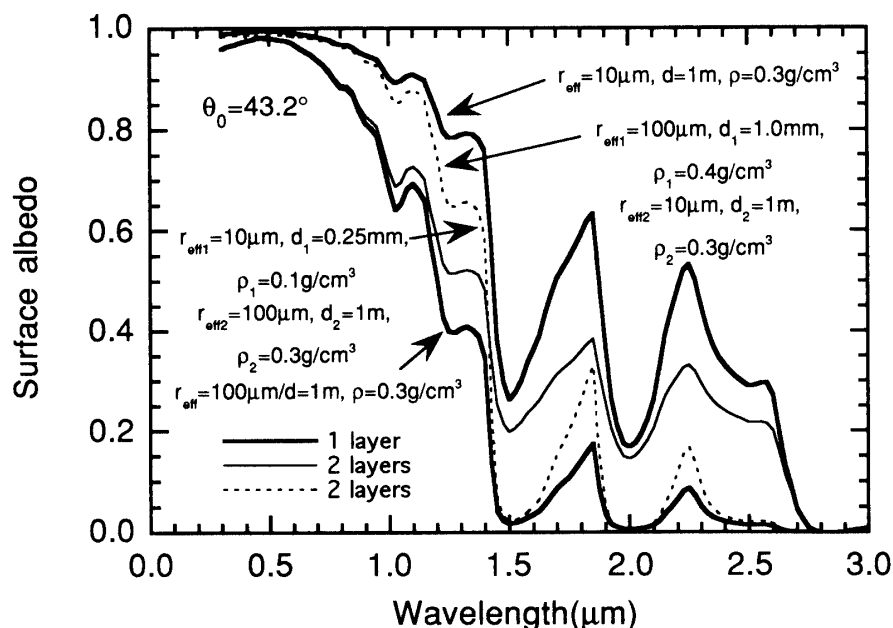


図 15 積雪 1 層及び 2 層モデルによるアルベドの波長変化。太実線は 1 層 (上層が小さな積雪粒子, 下層が大きな積雪粒子), 細実線は 2 層 (上層が大きな積雪粒子, 下層が小さな積雪粒子), 細破線は 2 層 (上層が大きな積雪粒子, 下層が小さな積雪粒子)。 $r_{eff}$  は積雪粒子の有効半径 ( $\mu\text{m}$ ),  $d$  は積雪の幾何学的厚さ (m),  $\rho$  は積雪密度 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ), 添字の数字 1, 2 はそれぞれ上の層, 下の層を表わす。

Fig. 15. Spectral albedo of the snow surface calculated for one and two snow layer models. Thick solid curves are the result of one snow layer; thin solid and thin dashed curves are the result of two snow layers.  $d$  and  $\rho$  are geometric depth (m) of the snow layer and density ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) of the snow layer, respectively. Subscripts 1 and 2 of  $r_{eff}$ ,  $d$  and  $\rho$  mean the upper and lower layers, respectively.

に厚い層のアルベドをよく反映するのに対し, 近赤外域では吸収が大きいため, 下層の光学的に厚い層の情報が雪面に伝わりにくく, 上層の光学的に薄い層のアルベドをよく反映するからである。逆に, 上層の積雪粒子を大きく ( $r_{eff1}=100\mu\text{m}$ ,  $d_1=1.0\text{mm}$ ,  $\rho_1=0.4\text{g}/\text{cm}^3$ ), 下層の積雪粒子を小さく ( $r_{eff2}=10\mu\text{m}$ ,  $d_2=1\text{m}$ ,  $\rho_2=0.3\text{g}/\text{cm}^3$ ) してもやはり可視域では下層, 近赤外域では上層のアルベドに近くなる。さて, 積雪の 2 層構造は例えば, 現実的には地吹雪 (上層が小さな積雪粒子, 下層が大きな積雪粒子) やサンクラストした雪面 (上層が大きな積雪粒子, 下層が小さな積雪粒子) などに対応しうるのである。

実際の積雪粒子の大きさを測定した観測もある。青木ら (1993, 1994) は日本国内において, アルベド, 積雪内部の放射量, 雪の粒径などを測定した。図 16 は新潟県十日町で観測されたザラメ状の積雪のアルベドである。このときのマクロレンズによる積雪粒子の粒径は半径約  $500\mu\text{m}$  であった。モデル計算ではむしろ有効半径  $r_{eff}=1000\mu\text{m}$  の方によく一致している。モデル計算では積雪粒子を 1 個 1 個の独立した積雪粒子と仮定しているが, 実際の雪は非球形な上, お互いが接した状態にある。さらに, 十日町の積雪には水も含まれていた。非球形の効果

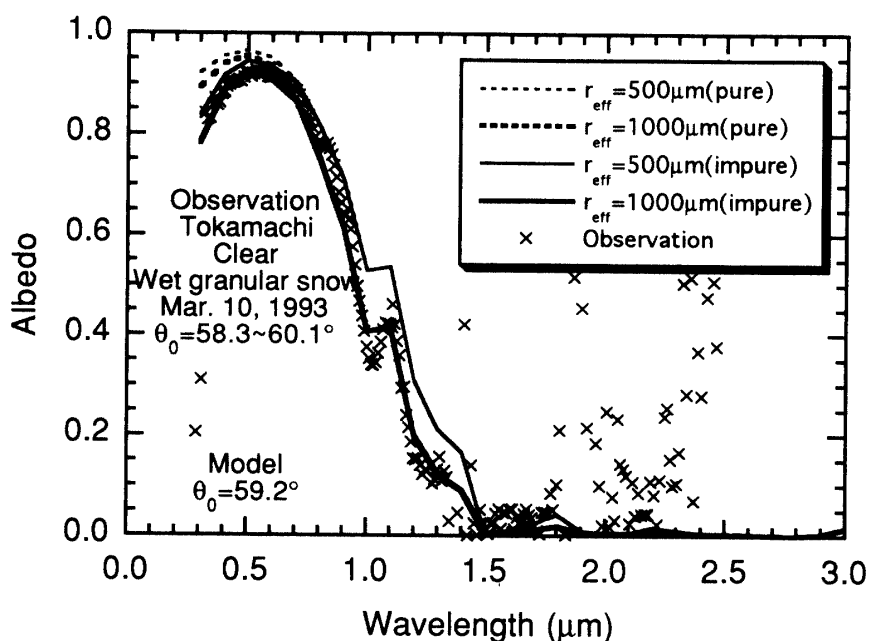


図 16 積雪アルベドの波長変化. ×印は新潟県十日町での観測結果 (1993 年 3 月 10 日). このときの粒径は約  $500 \mu\text{m}$ , ザラメ状の湿雪. 破線は積雪粒子の有効半径  $r_{\text{eff}} = 500 \mu\text{m}$  及び  $1000 \mu\text{m}$  の純粋な雪に対するモデル計算, 実線は可視域で不純物を含んだ雪に対するモデル計算の結果. 大気はレイリー大気を仮定, 積雪は 1 層モデルで光学的に十分厚い.

Fig. 16. Spectral albedos of the snow surface observed at Tokamachi, Niigata on March 10, 1993 (crosses) and theoretical calculations (curves) for enough deep homogeneous snow under the Rayleigh atmosphere. The observed snow was wet granular snow and its grain radius was estimated to be approximately  $500 \mu\text{m}$  by micrograph. Dashed curves are calculated albedo for pure snow with  $r_{\text{eff}} = 500$  and  $1000 \mu\text{m}$ , and solid curves are those for the snow with absorptive impurities in the visible wavelength region.

はランダムな方向に向いていると仮定すれば球形のモデルでもよさそうであるが, 粒子がお互いに接したり, 水が含まれる効果は光学的に粒径を大きくする効果となって表れたものと思われる。

南極では雪洞内が青く見えることがよく知られているが, モデル計算から雪の中の放射量を計算することにより, その現象を再現することができる。藤原・青木 (1993) は可視域周辺における積雪表面からの上向き及び積雪中の下向き放射フラックス密度を計算した。図 17 はそれを幾何学的厚さをパラメータとして計算しなおしたもので, フラックスの代わりにアルベドと透過率で表している。(a) では積雪の幾何学的厚さの増加に対し, アルベドの変化がわずかなのに対し, 透過率は全体に減少しながら波長分布を変化させている。その仕方は波長  $0.45 \mu\text{m}$  をピークに青の波長が他の波長より相対的に強くなっている。つまり, 雪の中が青く見えるということである。(b) では積雪粒子の粒径による違いを示している。この図から同じ幾何学的厚さの場合, 粒径が小さくなるほど雪の中が青く見えるということがわかる。

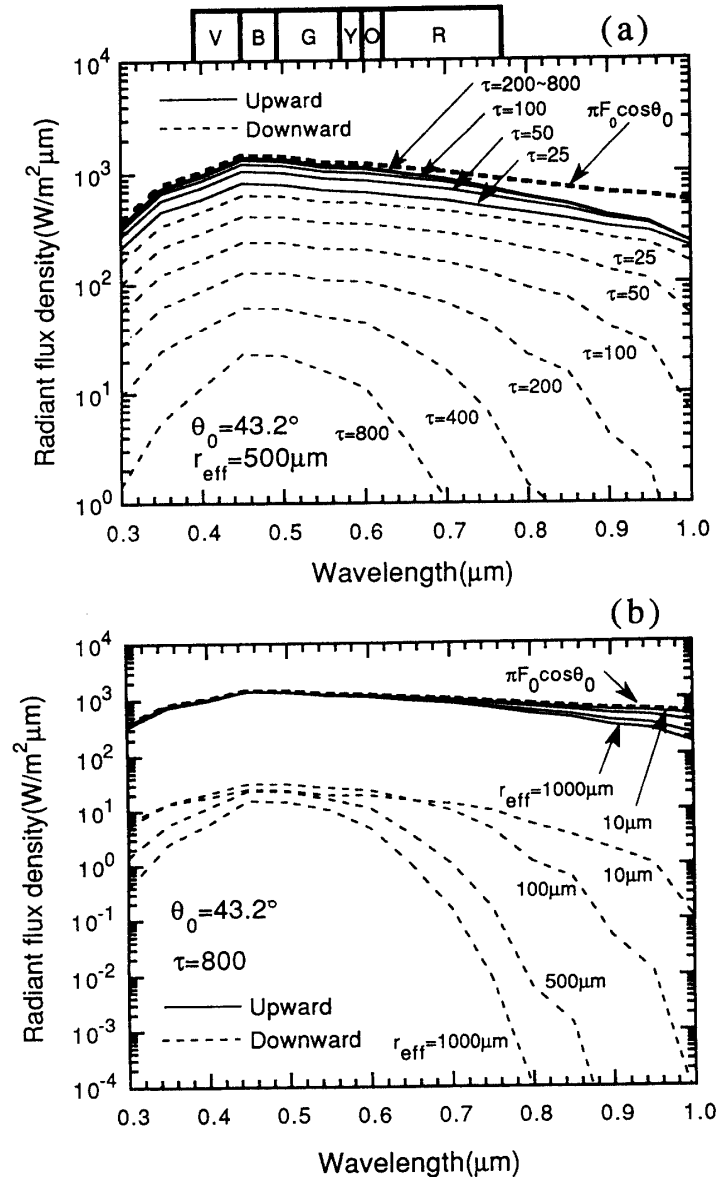


図 17 モデル計算による積雪面のアルベド及び積雪の透過率の波長変化。(a) 積雪の幾何学的厚さ ( $d$ ) 依存性, (b) 積雪粒子の有効半径 ( $r_{\text{eff}}$ ) 依存性。このときの太陽天頂角  $\theta_0 = 43.2^\circ$ , レイリー大気で気体の吸収はなし。

Fig. 17. Spectral surface albedos and transmittances of snow for (a) different kinds of geometric depths of snow and (b) different kinds of snow grain sizes.

大気-積雪系の多重散乱モデルでは大気上端から雪面積雪内部までの放射量を計算することができるため、観測と比較した粒子や不純物などの影響を見る実験から衛星によるリモートセンシングまで広く応用することが可能である。しかし、上に述べてきた様に定量的な議論を行う場合、必ずしも観測と一致するものではない。特に雲に関してみた場合、極域でどのような雲（粒径、形、光学厚さなど）がどれくらいの頻度で発生しているかという問題は、モデル計算を行う上でも大変重要なパラメータである。従って、先ずモデルの検証のために、雪面

アルベドの積雪粒子, 不純物, 密度, 含水率, 積雪構造などへの依存性や積雪の幾何学的厚さと光学的厚さの関係などを観測する必要がある。さらに, 融雪過程と関係して積雪中の放射観測については, より多くのデータを集める必要がある。これは単に極域だけでなく全球的な問題であるが, 極域の雪は不純物が少ないため, 一つの reference となるであろう。今後は積雪だけでなく変動の大きな海水面にも放射伝達モデルを拡張する必要がある。最後に, もし南極氷床の表面, すなわち積雪層が融解したときのことで考えるなら, 裸氷の放射伝達モデルも必要となってくるであろう。

## 文 献

- AMBACH, W. (1974): The influence of cloudiness on the net radiation valance of a snow surface with high albedo. *J. Glaciol.*, **13**, 73-84.
- AOKI, T. (1992): A multiple scattering model for the atmosphere-snow system. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **6**, 77-83.
- 青木輝夫・山内 恭 (1989): あすか観測拠点における放射収支観測。第 12 回極域気水圏シンポジウムプログラム・講演要旨, 97.
- 青木輝夫・山内 恭 (1990a): 南極における雲の放射効果。日本気象学会 1990 年春季大会講演予稿集, 119.
- 青木輝夫・山内 恭 (1990b): あすかにおける放射収支観測 (II)。第 13 回極域気水圏シンポジウムプログラム・講演要旨。東京, 国立極地研究所, 91.
- AOKI, T. and YAMANOUCI, T. (1992): Cloud-radiative forcing over the snow-covered surface around Asuka Station, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **5**, 76-89.
- 青木輝夫・青木忠生・深堀正志・川口貞男 (1989): ビデオ放射計の開発と南極あすか観測拠点における観測。日本気象学会 1989 年秋季大会講演予稿集, 197.
- 青木輝夫・青木忠生・深堀正志 (1992a): 大気-積雪系の多重散乱フラックスモデル。日本気象学会 1992 年春季大会講演予稿集, 194.
- 青木輝夫・青木忠生・深堀正志 (1992b): 大気-積雪系の多重散乱放射輝度モデル。日本気象学会 1992 年春季大会講演予稿集, 195.
- 青木輝夫・青木忠生・深堀正志・瀬古勝基 (1993): 雪のアルベド及び透過率の観測とモデルの比較。第 16 回極域気水圏シンポジウムプログラム, 講演要旨。東京, 国立極地研究所, 59.
- AOKI, T., AOKI, T. and FUKABORI, M. (1993): Spectral albedo and inside radiant flux density of snow by a multiple scattering model. *Atmospheric Radiation*, ed. by K.H. STAMNES. *Proc. SPIE* 2049, 275-278.
- 青木輝夫・青木忠生・深堀正志・瀬古勝基 (1994): 積雪表面及び内部の分光観測。日本気象学会 1994 年春季大会講演予稿集, 307.
- BARKSTOM, B.R. (1972): Some effects of multiple scattering on the distribution of solar radiation in snow and ice. *J. Glaciol.*, **11**, 357-368.
- BARKSTOM, B.R. and QUERFELD, C.W. (1975): Concerning the effect of anisotropic scattering and finite depth on the distribution of solar radiation in snow. *J. Glaciol.*, **14**, 107-124.
- BERGER, R.H. (1979): Snowpack optical properties in the infrared. *CRREL Rep.*, **79-11**, 9p. (Available as NTIS AD-A 071 004/6GA from the Natl. Tech. Inf. Serv., Springfield, Va.).
- BOHREN, C.F. and BARKSTROM, B.R. (1974): Theory of the optical properties of snow. *J. Geophys. Res.*, **79**, 4527-4535.
- BRANDT, R.E. and WARREN, S.G. (1993): Solar-heating rates and temperature profiles in Antarctic snow and ice. *J. Glaciol.*, **39**, 99-110.
- CHOUDHURY, B.J. and CHANG, A.T.C. (1979a): Two-stream theory of reflectance of snow. *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, **GE-17**, 63-68.
- CHOUDHURY, B.J. and CHANG, A.T.C. (1979b): The solar reflectance of a snow field. *Cold Reg. Sci.*

- Technol., **1**, 121-128.
- CHOUDHURY, B.J. and CHANG, A.T.C. (1981): On the angular variation of solar reflectance of snow. *J. Geophys. Res.*, **86**, 465-472.
- CHÝLEK, P., RAMASWAMY, V. and SRIVASTAVA, V. (1983): Albedo of soot-contaminated snow. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10837-10843.
- DUNKLE, R.V. and BEVANS, J.T. (1956): An approximate analysis of the solar reflectance and transmittance of a snow cover. *J. Meteorol.*, **13**, 212-216.
- GIDDINGS, J.C. and LACHAPPELLE, E.R. (1961): Diffusion theory applied to radiant energy distribution and albedo of snow. *J. Geophys. Res.*, **66**, 181-189.
- GRENFELL, T.C., WARREN S.G. and MULLEN P.C. (1988): Absorption of solar radiation at the Antarctic snow surface. *Ann. Glaciol.*, **11**, 200.
- 藤原滋水・青木輝夫 (1993): 氷の色・雪の色. *天気*, **40**, カラーページ.
- HENDERSON-SELLERS, A. and WILSON, M.F. (1983): Surface albedo data for climatic modeling. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**, 1743-1778.
- ISHIKAWA, N., KOBAYASHI, S., OHATA, T. and KAWAGUCHI, S. (1982): POLEX-South data, Part 3. Radiation data at Mizuho Station, Antarctica in 1980. *JARE Data Rep.*, **73** (Meteorology 11), 195 p.
- 川口貞男 (1979): 南極の気象 (普及講座). *天気*, **26**, 335-346.
- 国立極地研究所 (1988): 南極の科学 3. 気象. 東京, 古今書院, 334 p.
- KUHN, M., KUNDLA, L.S. and STRESCHIN, L.A. (1977): The radiation budget at Plateau Station, Antarctica, 1966-1967. *Meteorological Studies at Plateau Station, Antarctica*, ed. by J.A. BUSINGER., Washington, D.C., Am. Geophys. Union, 41-73 (Antarct. Res. Ser., 25).
- LILJEQUIST, G.H. (1956): Energy exchange of an Antarctic snow field: A. Short-wave radiation; B. Long wave radiation and radiation balance. *Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949-52, Scientific Results, Vol. 2, Part 1*, Oslo, Norsk Polarinstitut, 1-184.
- RUSIN N.P. (1964): *Meteorological and Radiational Regime of Antarctica*. Translated from Russian by Isreal Program for Scientific Translations 1964 for DOC and NSF, Jerusalem, 355 p.
- WARREN, S.G. (1982): Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 67-89.
- WARREN, S.G. (1984): Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. *Appl. Opt.*, **23**, 1206-1225.
- WARREN, S.G. and CLARKE, A.D. (1990): Soot in the atmosphere and snow surface of Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **95**, 1811-1816.
- WARREN, S.G. and WISCOMBE, W.J. (1980): A model for the spectral albedo of snow, II: Snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2734-2745.
- WELLER, G.E. (1967): Radiation fluxes over an Antarctic ice surface, Mawson, 1961-1962. *ANARE Sci. Rep. Ser. 4A, Glacial.*, **96**, 106 p.
- WENDLER, G. (1986): The "Radiation Paradox" on the slopes of the Antarctic continent. *Polarforschung*, **56**, 33-41.
- WISCOMBE, W.J. and WARREN, S.G. (1980): A model for the spectral albedo of snow, I: Pure snow. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2712-2733.
- 山内 恭 (1983a): 南極における放射収支. *天気*, **30**, 427-445.
- YAMANOUCHI, T. (1983b): Variation of incident solar flux and snow albedo on the solar zenith angle and cloud cover, at Mizuho Station, Antarctica. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **61**, 879-893.
- YAMANOUCHI, T. (1989): Antarctic climate research data, Part I. Radiation data at Syowa Station, Antarctica from February 1987 to January 1988. *JARE Data Rep.*, **144** (Meteorology 22), 193 p.
- YAMANOUCHI, T., WADA, M., MAE, S. and KAWAGUCHI, S. (1981a): POLEX-South data, Part I. Radiation data at Mizuho Station, Antarctica in 1979. *JARE Data Rep.*, **61** (Meteorology 8), 350 p.
- YAMANOUCHI, T., WADA, M., MAE, S., KAWAGUCHI, S. and TSUKAMURA, K. (1981b): Measurements of radiation components at Mizuho Station, East Antarctica in 1979. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **19**, 27-39.

(1995年2月7日受付; 1996年12月3日改訂稿受理)